ROCZNIK POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO
ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQE DE POLOGNE
Vol. XLVI — 3: 309—323 Kraków 1976

Krzysztof BIRKENMAJER

PLEJSTOCEŃSKIE DEFORMACJE TEKTONICZNE W SZAFLARACH NA PODHALU

(8 fig., 1 tab.)

Pleistocene tectonic deformations at Szaflary, West Carpathians, Poland

(*8 Figs, 1 Tab.*)

Treść: Utwory pokrywy plejstoceńskiej reprezentujące kilka faz klimatycznych aż po zlodowacenie krakowskie (Mindel) włącznie, występujące w Szaflarach na Podhalu, zostały tektonicznie wychylone ze swego pierwotnego położenia prawdopodobnie w czasie interglacjału wielkiego (Mindel-Riss). Ruchy tektoniczne środkowoplejstoceńskie zachodziły w strefie głównej dyslokacji ograniczającej pieniński pas skałkowy od północy.

WSTĘP

Kamieniołom w Szaflarach na Podhalu (fig. 1, 2) budzi od dawna zainteresowanie geologów i geomorfologów, nie tylko z uwagi na występujące tutaj dobrze odsłonięte utwory jurajskie i kredowe pienińskiego pasa skałkowego (por. Birkenmajer, 1952, 1958, 1963), z których część w swoim czasie uważano błędnie za morski miocen, lecz przede wszystkim ze względu na nadzwyczaj interesującą pokrywę plejstoceńską skałki jurajsko-kredowej. Pokrywa ta w postaci gliny z głazami kwarcytowymi i granitowymi wypełniającej kotły krasowe, po raz pierwszy została opisana przez S. Małkowskiego (1924, 1928) jako morena najstarszego zlodowacenia tatrzańskiego. Pogląd ten podzielali także E. Romer (1929) i J. Gołąb (*fide* Wójcik, 1960), natomiast B. Halicki (1930), a za nim M. Klimaszewski (1948, 1951, 1961 a, b) i K. Birkenmajer (1958, 1968) przyjęli fluwioglacjalne pochodzenie „moreny szaflarskiej", zgadzając się jednak z poprzednikami, że pokrywa ta odpowiada maksymalnemu zlodowaceniu tatrzańskiemu (zlodowacenie krakowskie = Mindel).

Bliższy opis zjawisk krasowych w podłożu gliniastej pokrywy żwirowej zlodowacenia krakowskiego, uznanych za preglacjalny lapiez, podał

Z. Wójcik (1960), wyróżniając także czerwone gliny rezydualne wypełniające kieszenie krasowe w wapieniu.

W latach 1959 i 1968 autor odkrył nowe, nie znane dotychczas utwory w bezpośrednim podłożu pokrywy fluwioglacjalnej zlodowacenia krakowskiego (Birkenmajer, 1968), których wiek na podstawie danych geologicznych i palinologicznych został określony jako staroplejstoceński (Birkenmajer & Stuchlik, 1975). Badania geologiczne pozwoliły na stwierdzenie, że cała pokrywa plejstoceńska w kamieniołomie szaflarskim, wraz ze swym mezozoicznym podłożem, uległa w plejstocenie odkształceniom spowodowanym czynnikami tektonicznymi.

NASTĘPSTWO OSADÓW PLEJSTOCEŃSKICH W SZAFLARACH, ICH GENEZA I WIEK

Pokrywa plejstoceńska

W obrębie pokrywy plejstoceńskiej skałki szaflarskiej wyróżniono cztery poziomy stratygraficzne (Birkenmajer, 1968; Birkenmajer & Stuchlik, 1975): (4) żwiry górne; (3) ił wstęgowy; (2) żwiry dolne i przerobiony regolit; (1) regolit (fig. 3—5, tab. 1).

4. Żwiry górne. Są to najmłodsze osady omawianego profilu plejstoceńskiego, spoczywające niezgodnie na wszystkich starszych osadach z podłożem skałkowym włącznie. Miąższość ich waha się w odsłonięciach od 1—8 m w zależności od rzeźby podłoża, jednak na jego garbach pokrywa żwirowo-gliniasta ulega często rozerwaniu.

Przeważającym materiałem osadu są otoczaki tatrzańskich kwarcytów i granitów o średnicy 2—60 cm (niekiedy do 1 m), o wysokim stopniu obtoczenia. Domieszka płaskich otoczaków piaskowców z fliszu podhalańskiego (2—5 cm średnicy) i ostrokrawędzistych okruchów radiolarytów i innych skał lokalnych, nie przekracza zwykle 1%, jednak niekiedy, zwłaszcza w dolnej części pokrywy żwirowej, udział tego materiału może wzrastać do 25% i więcej. Spoiwem żwirów jest piaszczysta glina o barwie żółtordzawej lub brunatnej. Otoczaki granitowe są zwykle bardzo silnie zwietrzałe, kruche, rozsypując się łatwo na granitowy piasek. Wskutek tego w partii przypowierzchniowej przeważają otoczaki kwarcytowe. Przeprowadzone przez autora (*in* Birkenmajer & Stuchlik, 1975) badania dostarczyły dowodów na fluwioglacjalne pochodzenie osadu, wiązanego wiekowo ze zlodowaceniem krakowskim (Mindel).

3. Ił wstęgowy. Kolejnym, niższym utworem jest ił wstęgowy o miąższości 0,3—1 m, który charakteryzuje rytmiczne następstwa cienkich lamin iłu lub ilastego mułku o barwie od szarej, niebieskawej i zielonej do brązowej i czarnej, w zależności od domieszki substancji węglistej pochodzenia organicznego. Miąższość poszczególnych lamin wynosi zwykle poniżej 1 cm, laminy jasne są zwykle grubsze niż laminy ciemne.

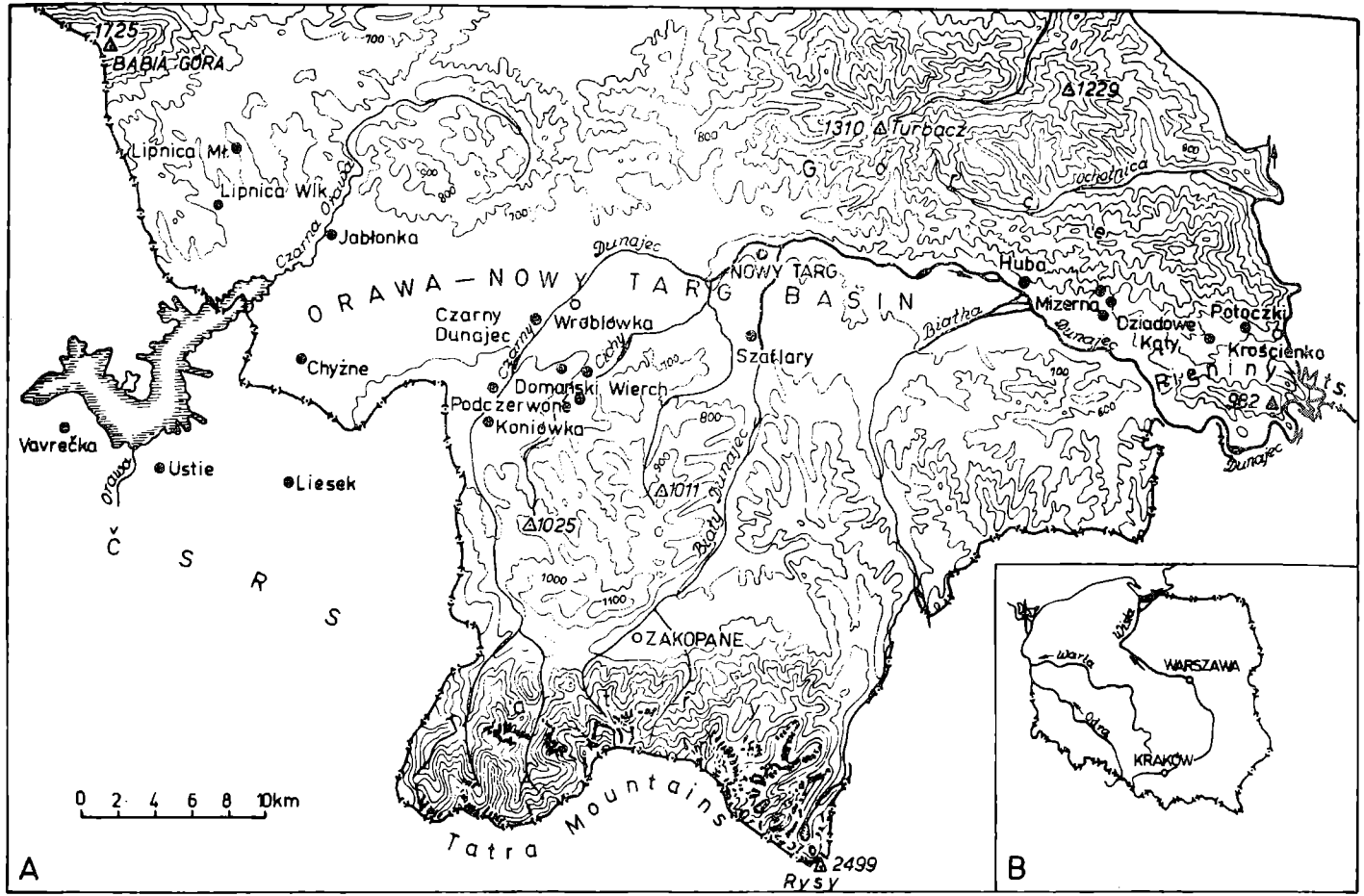


Fig. 1. Położenie stanowiska Szaflary w mapie polskich Karpat (*A*) i Polski (*R*). Główne stanowiska neogenu i plejstocenu zaznaczone pełnymi kółkami.

Fig. 1. Key maps to show the location of the Szaflary site in the Polish Carpathians (*A*) and Poland (*B*). Main Neogene and Pleistocene sites marked by full circles

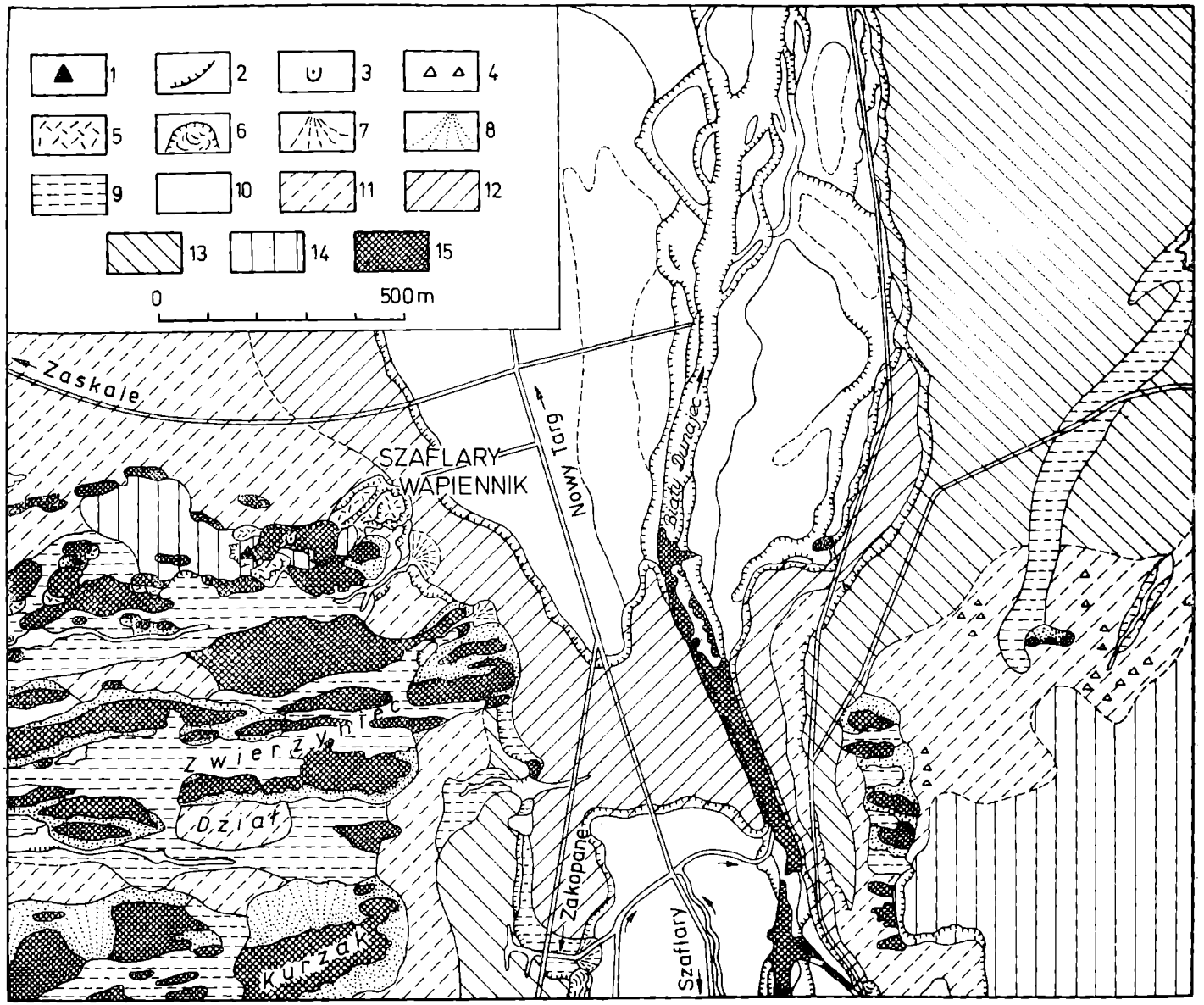


Fig. 2. Szkic geologiczny Szaflar. 1 — stanowisko Szaflary; 2 — skarpy erozyjne; 3 — jaskinia; 4 — luźne głazy granitowe i kwarcytowe w glinie soliflukcyjnej; 5 — hałdy; 6 — osuwisko; 7 — stożki napływowe; 8 — usypisko, stożek usypiskowy; 9 — gliny zwietrzelinowe, częściowo soliflukcyjne (5—9 — holocen); 10 — żwiry tarasowe i aluwia (holocen); 11 — gliny deluwialne i soliflukcyjne (późny Würm); 12—14 — pokrywy żwirowo-gliniaste tarasów plejstoceńskich (12 — Würm; 13 — Riss; 14 — Mindel); 15 — utwory jurajskie i kredowe pienińskiego pasa skałkowego

Fig. 2. Geological sketch-map of the vicinity of Szaflary. 1 — Szaflary site; 2 — erosional escarpments; 3 — cave; 4 — loose granite and guartzite boulders in solifluction cover; 5 — dump heaps; 6 — landslide; 7 — alluvial cone; 8 — talus, talus cone; 9 — weathering, partly solifluction clay (5—9 — Holocene); 10 — terrace gravel and alluvia (Holocene); 11 — deluvial and solifluction clay (late Würm); 12—14 — Pleistocene fluvioglacial terrace gravelly-clayey covers (12 — Würm; 13 — Riss; 14 — Mindel); 15 — Jurassic and Cretaceous rocks of the Pieniny Klippen Belt

W obrębie poszczególnych lamin zaznacza się ponadto mikrolaminacja do 0,1—1 mm. W osadzie występują czasem pojedyncze, drobne okruchy wapieni skałkowych i piaskowców fliszowych.

Bardzo drobna frakcja rytmicznie warstwowanego osadu, który swoim charakterem przypomina iły warwowe, świadczy, że tworzył się on w bardzo spokojnym zbiorniku wodnym o typie zastoiska jeziornego, zapewne odciętego od głównego nurtu Białego Dunajca odsypem żwirowym. Rytmiczność warstwowania (naprzemianległe warstewki jasne i ciemne) może sugerować sezonowe zmiany w dopływie zawiesiny. Ił odcina się ostrą granicą od niżej leżącego regolitu i dolnych żwirów.

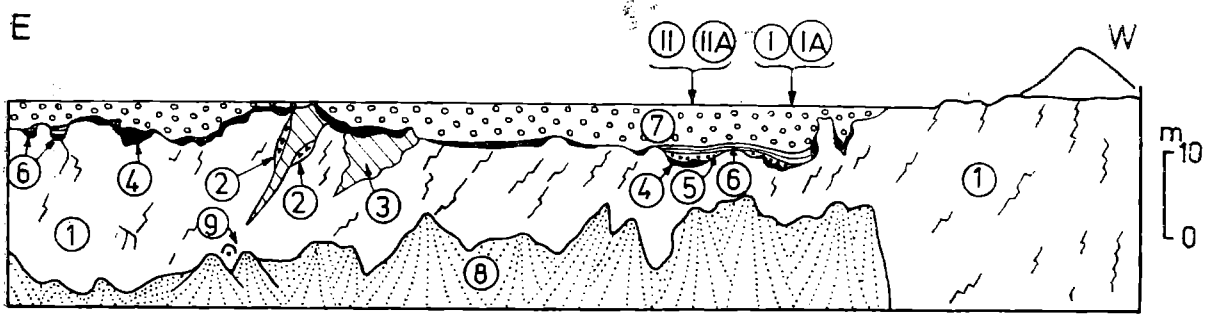


Fig. 3. Profil geologiczny południowej ściany kamieniołomu w Szaflarach z zaznaczoną lokalizacją profilów I—II. 1 — biały wapień krynoidowy (bajos); 2 — wapienne brekcje sedymentacyjne (tyton); 3 — czerwony muszlowiec (tyton); 4 — regolit i przerobiony regolit; 5 — żwiry dolne; 6 — ił wstęgowy; 7 — żwiry górne; 8 — usypisko

Fig. 3. Southern face of the Szaflary quarry with position of profiles I—II. 1 — white crinoid limestone (Bajocian); 2 — limestone sedimentary breccias (Tithonian); 3 — red coquina limestone (Tithonian); 4 — regolith and reworked regolith; 5 — lower gravel; 6 — banded clay; 7 — upper gravel (Mindel); 8 — scree

Wiek osadu został określony na podstawie badań palinologicznych przez L. Stuchlika (*in* Birkenmajer & Stuchlik, 1975) jako staroplejstoceński, młodszy od plioceńsko-staroplejstoceńskich (tegeleńskich) osadów Mizernej. Reprezentuje on stadium klimatu cieplejszego od glacjału Mindel i może być paralelizowany z interglacjałem Günz-Mindel (*op. cit.*).

2. Przerobiony regolit i żwiry dolne. Zgodnie na regolicie (patrz niżej — warstwa 1) spoczywa cienka warstwa gliny (0,05—0,5 m) o typie przerobionego regolitu. Z reguły składa się ona z tego samego materiału co niżej leżący regolit, lecz często ma domieszkę materiału rzecznego w postaci okruchów i niewielkich otoczaków granitu tatrzańskiego i piaskowca pochodzącego z fliszu podhalańskiego.

Warstwa ta przechodzi obocznie w dolny poziom żwirowy, którego miąższość dochodzi do 1,4 m. Żwiry te składają się z na ogół dobrze obtoczonych granitów i kwarcytów tatrzańskich o średnicy 5—50 cm, z domieszką (do 25%) płaskich otoczaków piaskowca z fliszu podhalańskiego. Otoczaki granitu są zwykle silnie zwietrzałe.

Żwiry dolne są osadem koryta rzeki, która płynęła z Tatr przez

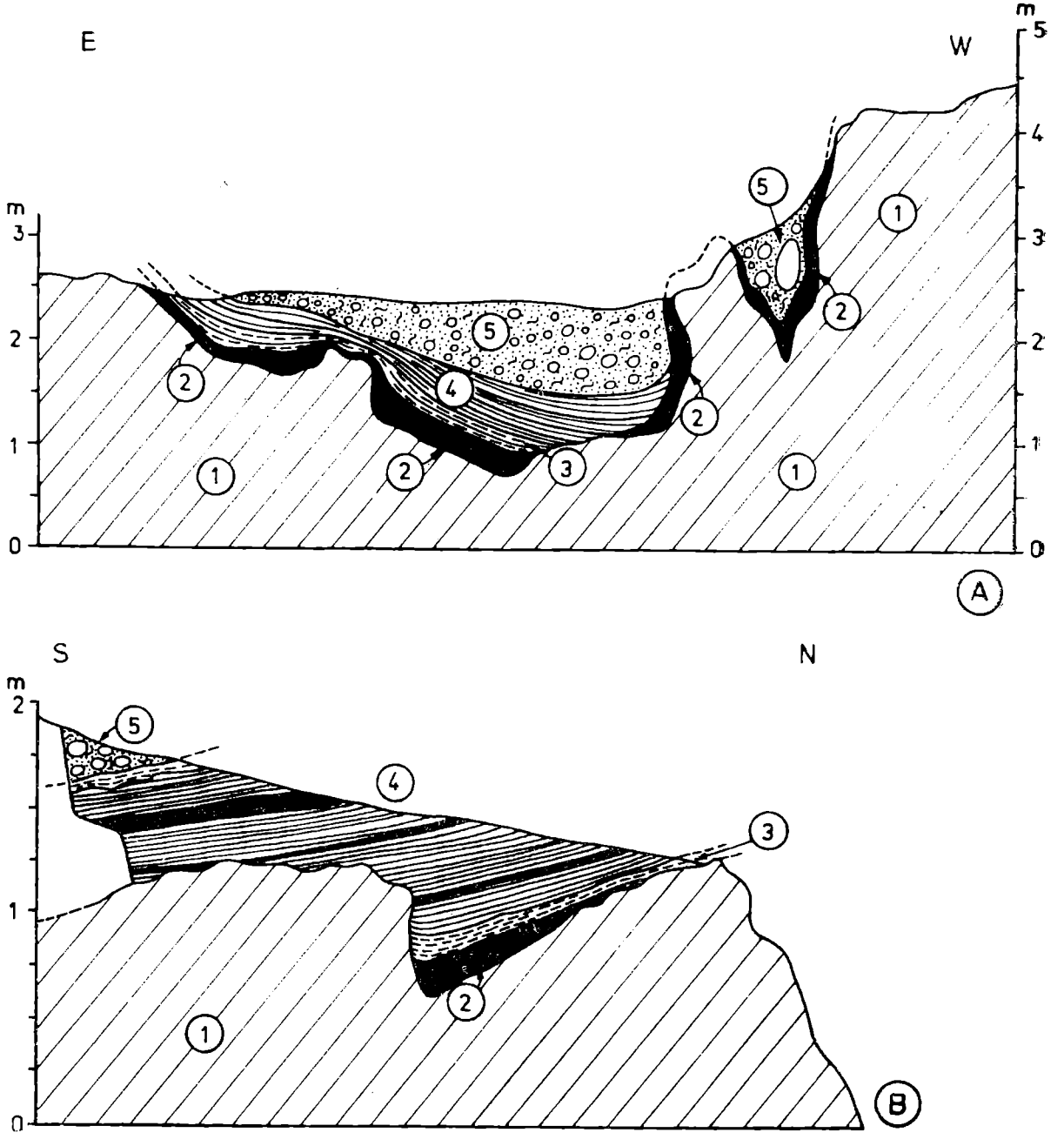


Fig. 4. Kamieniołom w Szaflarach, profile IA (*A*) i I (*B*), stan z 1968 r. 1 — biały wapień krynoidowy (bajos); 2 — regolit; 3 — przerobiony regolit; 4 — ił wstęgowy; 5 — żwiry górne (Mindel)

Fig. 4. Szaflary quarry, profiles IA (*A*) and I (*B*), exposures in 1968. 1 — white crinoid limestone (Bajocian); 2 — regolith; 3 — reworked regolith; 4 — banded clay; 5 — upper gravel (Mindel)

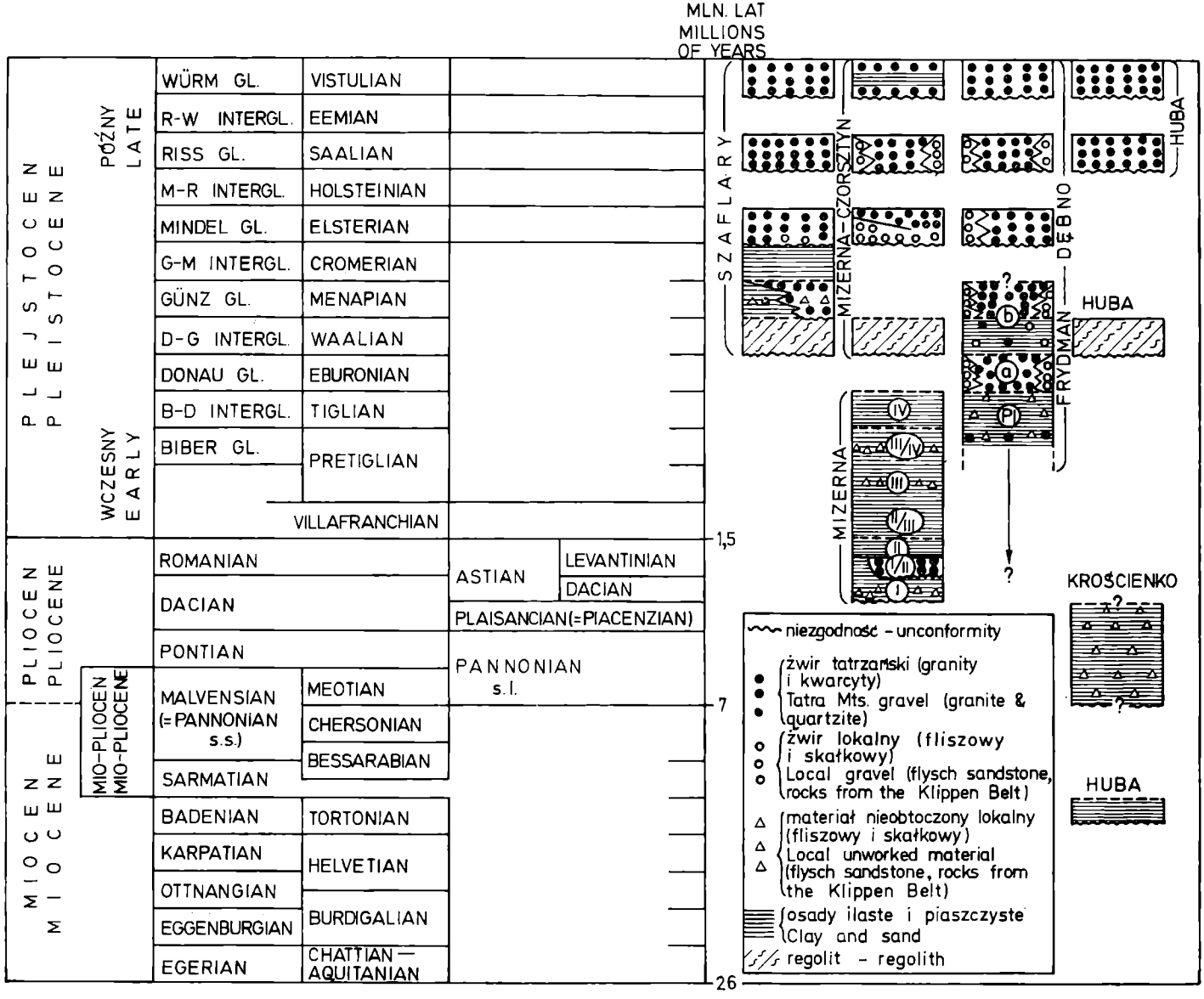
synklinę fliszu podhalańskiego. Prawdopodobnie była to boczna odnoga Białego Dunajca.

Żwiry dolne i przerobiony regolit osadzone były prawdopodobnie w klimacie chłodniejszym i bogatszym w opady niż w czasie tworzenia się iłu wstęgowego, co może sugerować ich powiązanie z glacjałem Günz. Należy zaznaczyć, że chodzi tutaj o fluwioglacjalny lub fluwialny odpowiednik zlodowacenia plejstoceńskiego, a nie o „Günz" wydzielony przez W. Szafera (1954; Szafer & Oszast, 1964) w profilu plioceń-

Tablica (Table) 1

Próba paralelizacji osadów neogenu i plejstocenu w rejonie między Szaflarami a Krościenkiem (por. Birkenmajer & Stuchlik, 1975; tab. 3). I—IV — poziomy florystyczne w Mizernej według Szafera (1954); pl, a, b — poziomy stratygraficzne w zapadlisku Frydman—Dębno według Niedzielskiego (1971). Wiek utworów neogeńskich Krościenka i Huby według Oszast (1973)

Tentative correlation of Neogene and Pleistocene sediments between Szaflary and Krościenko (see Birkenmajer & Stuchlik, 1975, Tab. 3). I—IV — floristic horizons at Mizerna according to Szafer (1954); pl, a, b —stratigraphic horizons in the Frydman—Dębno depression according to Niedzielski (1971). Age of Neogene deposits at Krościenko and Huba according to Oszast (1973)



skim osadów Mizernej koło Czorsztyna, reprezentujący tam zimniejsze wahnienie klimatyczne w obrębie pliocenu.

1. Regolit. Bezpośrednio na podłożu jurajskim w południowo-zachodniej części kamieniołomu występuje nieciągła warstwa opisana przez Z. Wójcika (1960) jako glina rezydualna, przez K. Birkenmajera zaś (*in* Birkenmajer & Stuchlik, 1975) jako regolit. Składa się ona z gliny pochodzącej ze zwietrzenia skał kredowych

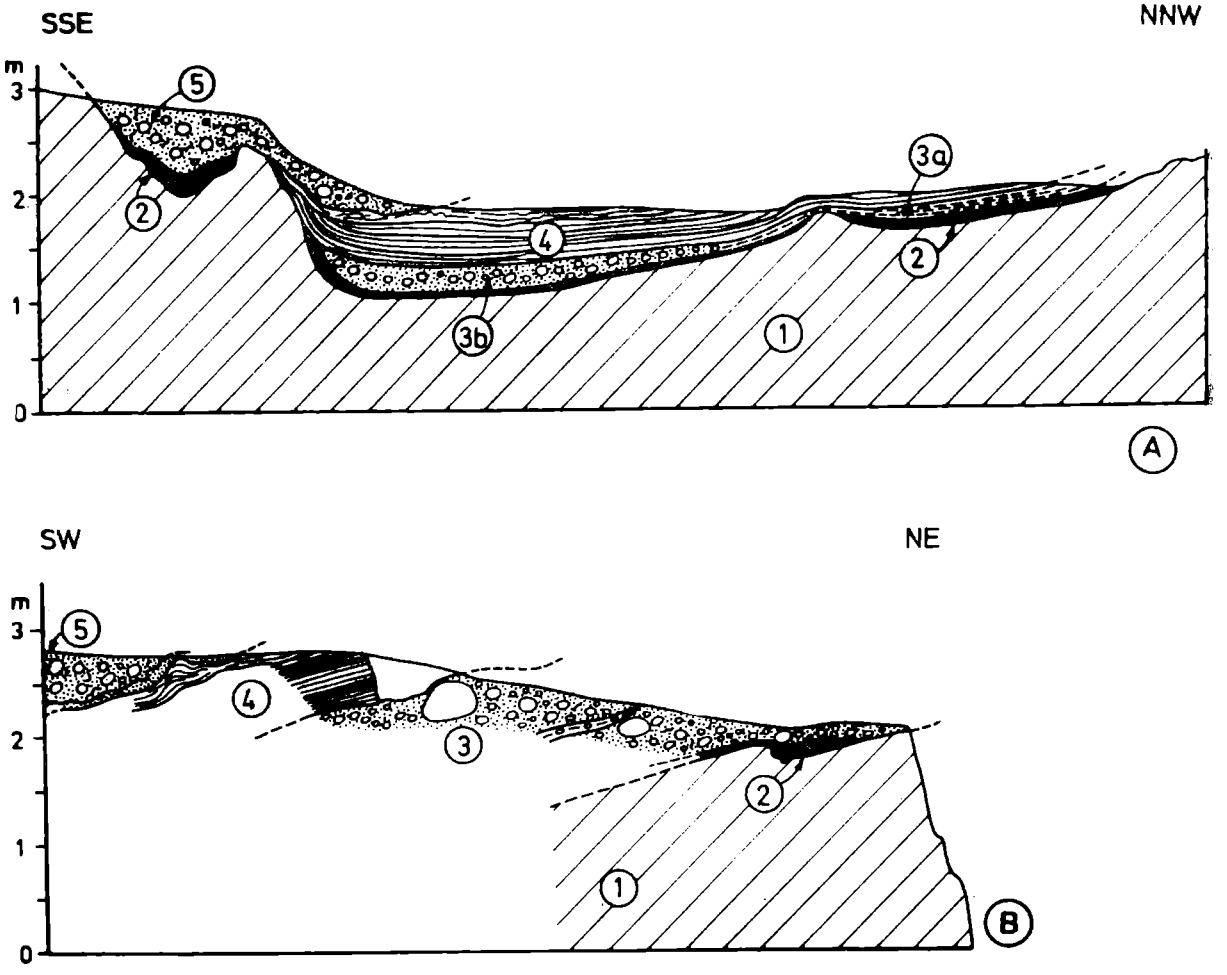


Fig. 5. Kamieniołom w Szaflarach, profile IIA (*A*) i II (*B*), stan z 1968 r. 1 — biały wapień krynoidowy (bajos); 2 — regolit; 3a — przerobiony regolit; 3b — żwiry dolne; 4 — ił wstęgowy; 5 — żwiry górne (Mindel) z warstwą piaszczystej gliny w spągu

Fig. 5. Szaflary quarry, profiles IIA (*A*) and II (*B*), exposures in 1968. 1 — white crinoid limestone (Bajocian); 2 — regolith; 3a — reworked regolith; 3b — lower gravel; 4 — banded clay; 5 — upper gravel (Mindel) with sandy clay at the bottom

i jurajskich bezpośredniego podłoża, na co wskazuje obecność okruchów tych skał. Charakter materiału zwietrzelinowego i infiltracje limonitowo-manganowe powodują dużą zmienność barwy regolitu od czerwonej i brunatnej przez żółtą do szarożółtej.

Regolit wypełnia kieszenie i zagłębienia krasowe w podłożu wapiennym, zanikając na rozdzielających je grzbietach. Miąższość regolitu wynosi zwykle 0,1—0,3 m, ale może niekiedy wzrastać do 2—3 m.

Tworzenie się regolitu i współczesnych mu zjawisk krasowych autor (*in* Birkenmajer & Stuchlik, 1975) odniósł do okresu typu interglacjalnego poprzedzającego zlodowacenie Günz, czyli do interglacjału Dunaj-Günz.

Podłoże

Podłożem utworów plejstoceńskich są skały jurajskie i kredowe reprezentowane głównie przez jednostkę czorsztyńską, częściowo zaś przez kontaktującą z nią od północy jednostkę magurską pienińskiego pasa

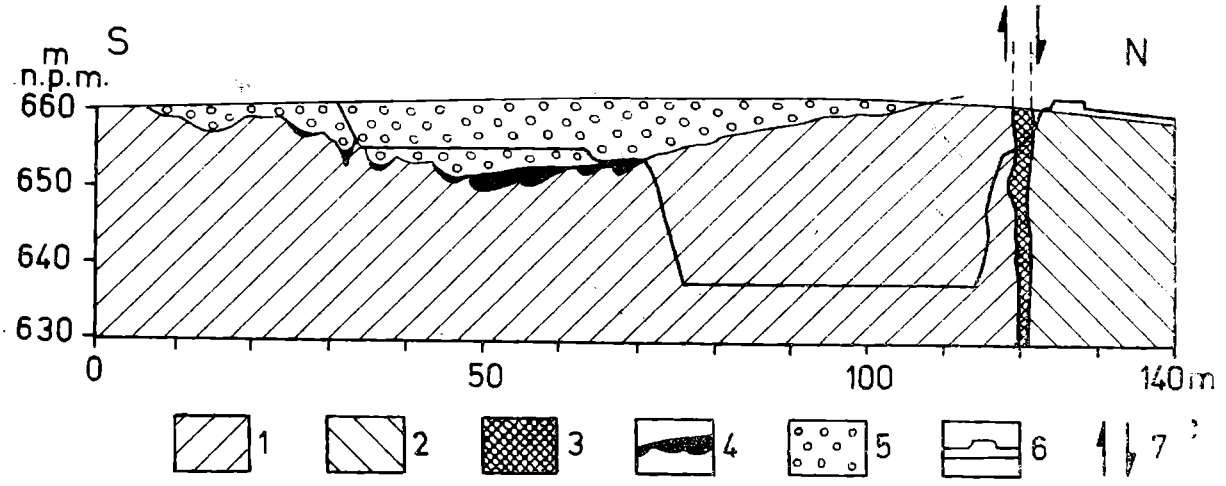


Fig. 6. Schematyczny przekrój geologiczny w południowo-zachodniej części kamieniołomu w Szaflarach. 1 — utwory jurajskie i kredowe jednostki czorsztyńskiej; 2 — utwory jurajskie i kredowe jednostki magurskiej; 3 — brekcja tektoniczna w strefie uskoku; 4 — utwory plejstoceńskie starsze od pokrywy fluwioglacjału Mindel; 5 — pokrywa żwirowo-gliniasta fluwioglacjału Mindel; 6 — hałdy; 7 — kierunki przemieszczeń tektonicznych w plejstocenie

Fig. 6. Schematic geological cross-section in the SW part of the Szaflary quarry. 1 — Jurassic and Cretaceous deposits of the Czorsztyn unit; 2 — Jurassic and Cretaceous deposits of the Magura unit; 3 — tectonic breccia along the fault zone; 4 — Pleistocene deposits older than the Mindel fluvioglacial cover; 5 — Mindel fluvioglacial cover; 6 — dump heaps; 7 — directions of tectonic displacement during the Pleistocene

skałkowego. W południowej, południowo-wschodniej i południowo-zachodniej części kamieniołomu występuje kilka skałek jednostki czorsztyńskiej, których główną masę stanowi biały wapień krynoidowy (bajos), natomiast utwory młodsze: wapień krynoidowy czerwony (baton), brekcje sedymentacyjne wapienne i wapień bulasty (kelowej-kimeryd), brekcje sedymentacyjne wapienne i muszlowiec wapienny (tyton-dolny neokom), margle globotrunkanowe i iłołupki radiolariowe (cenoman-senon), występują w niewielkich kieszeniach i klinach tektonicznych wśród wapienia krynoidowego białego (por. Birkenmajer, 1952, fig. 2, 5; 1958, fig. 38—42; 1963, tabl. VI, fig. 1—3). W północnej części kamieniołomu, z białym wapieniem krynoidowym i ciemnymi, zbrekcjowanymi łupkami sfe-

rosyderytowymi (aalen-bajos środkowy) jednostki czorsztyńskiej kontaktuje skałka jednostki magurskiej reprezentowana przez radiolaryty (oksford) i wapień rogowcowy (tyton-barrem).

Powierzchnia wapienia krynoidowego pod utworami plejstoceńskimi jest bardzo nierówna, zwietrzała, często pokryta polewą limonitowo-manganową, z żyłkami i dendrytami manganowymi wnikającymi w wapień wzdłuż szczelin. Charakter tej powierzchni, noszącej niewątpliwie znamiona wietrzenia krasowego ze śladami równoczesnego systemu jaskiniowego, odpowiada kopalnemu lapiezowi (por. Małkowski, 1924, 1928; Romer, 1929; Wójcik, 1960).

DEFORMACJE TEKTONICZNE POKRYWY PLEJSTOCEŃSKIEJ W SZAFLARACH

Osady staroplejstoceńskie w kamieniołomie szaflarskim i ich fluwioglacjalna pokrywa (Mindel) wykazują zaburzenia spowodowane kompakcją, spełzywaniem i tektoniką. Zjawiska kompakcyjne widoczne są zwłaszcza na kontakcie górnych żwirów z niżej leżącymi osadami plastycznymi (fig. 4A); natomiast ił wstęgowy, przerobiony regolit, żwiry dolne i częściowo regolit, oprócz deformacji typu kompakcyjnego, wykazują także obecność struktur spełzywania oraz wyraźne nachylenie rzędu 10° ku południowi (fig. 4B, 5A, B). Nachylenie to, zwłaszcza w przypadku rytmicznie warstwowanych jeziornych utworów iłu wstęgowego, nie może być pierwotne i należy je tłumaczyć tektonicznym wychyleniem osadów plejstoceńskich wraz z ich skałkowym podłożem, po osadzeniu się górnej pokrywy żwirowej (Mindel).

Wydaje się, że płaszczyzną przemieszczenia, wzdłuż której nastąpił ruch tektoniczny, była stroma (prawie pionowa) dyslokacja na granicy skałki jurajskiej jednostki czorsztyńskiej i utworów jurajsko-kredowych jednostki magurskiej, dobrze odsłonięta w północnej części kamieniołomu (fig. 6). Występują tutaj silnie zlustrowane plastyczne brekcje osadów w przewadze ilastych (zbrekcjowane łupki środkowojurajskie i dolnokredowe), o miąższości do kilku metrów. Pionowe przemieszczenie wzdłuż tej dyslokacji spowodowało wychylenie bloku skałkowego jednostki czorsztyńskiej i jej plejstoceńskiej pokrywy pod kątem 10° ku południowi, co wywołało pełznięcie w plastycznym osadzie (fig. 7).

Należy nadmienić, że omawiana dyslokacja między jednostką czorsztyńską i jednostką magurską w Szaflarach jest fragmentem wielkiej strefy dysloklacyjnej ograniczającej strukturę skałkową od północy, którą można śledzić na całej długości pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. Strefa ta powstała w czasie dolnomioceńskich (sawskich) fałdowań pasa skałkowego, a jak wykazały badania w rejonie bloku Homoli w Małych Pieninach (Birkenmajer, 1970, 1971), była ona aktywna tektonicznie zarówno w ciągu neogenu, jak też plejstocenu i holocenu.

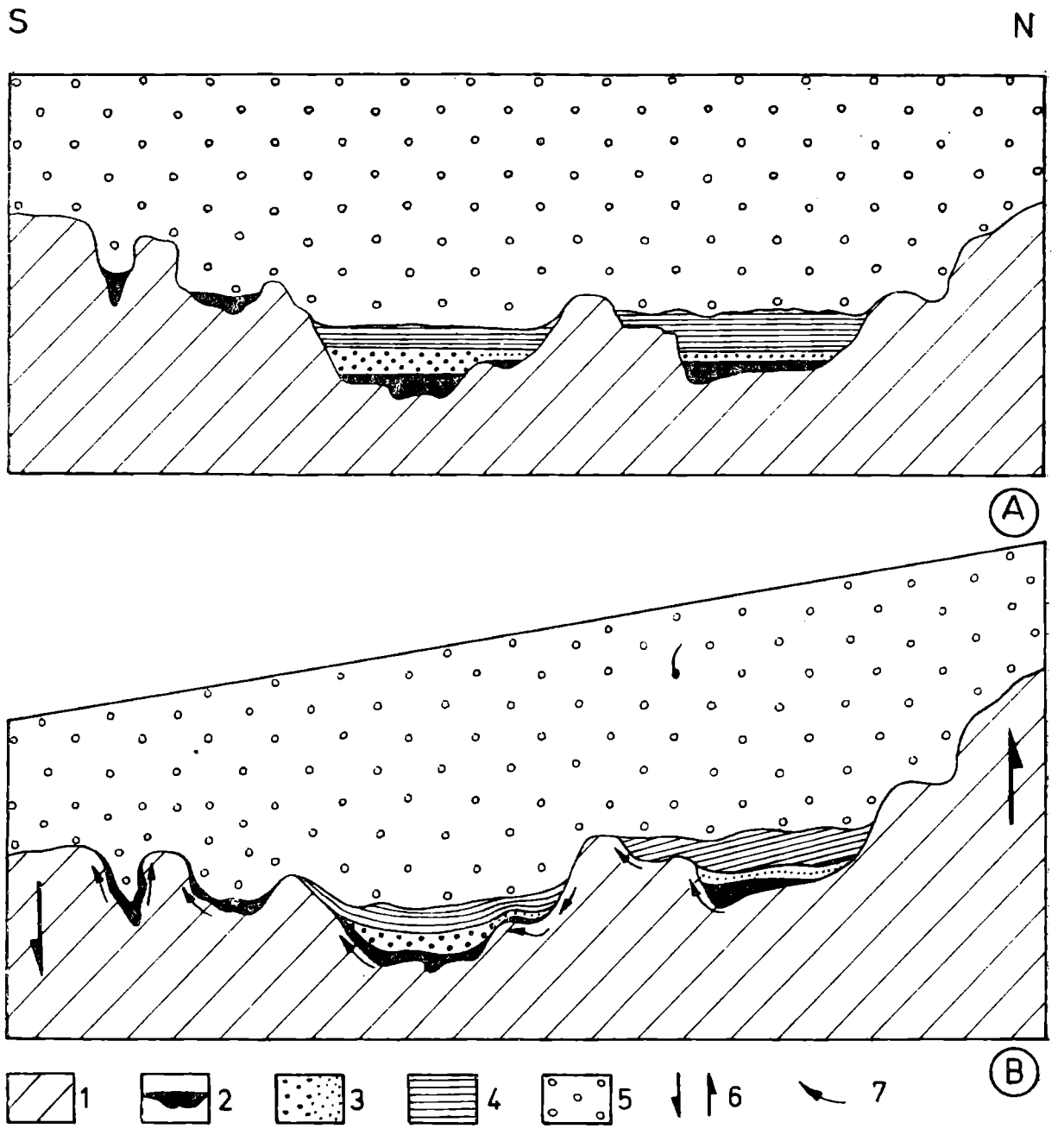


Fig. 7. Schemat powstania deformacji w osadach plejstoceńskich w Szaflarach. *A* — stadium przed deformacją (Mindel); *B* — stadium tworzenia się deformacji (Mindel-Riss) wskutek tektonicznego wychylenia skałki; 1 — biały wapień krynoidowy (bajos); 2 — regolit; 3 — przerobiony regolit i żwiry dolne; 4 — ił wstęgowy; 5 — żwiry górne; 6 — kierunki przemieszczeń tektonicznych skałki; 7 — kierunki spełzywania osadu wskutek tektonicznego wychylenia skałki

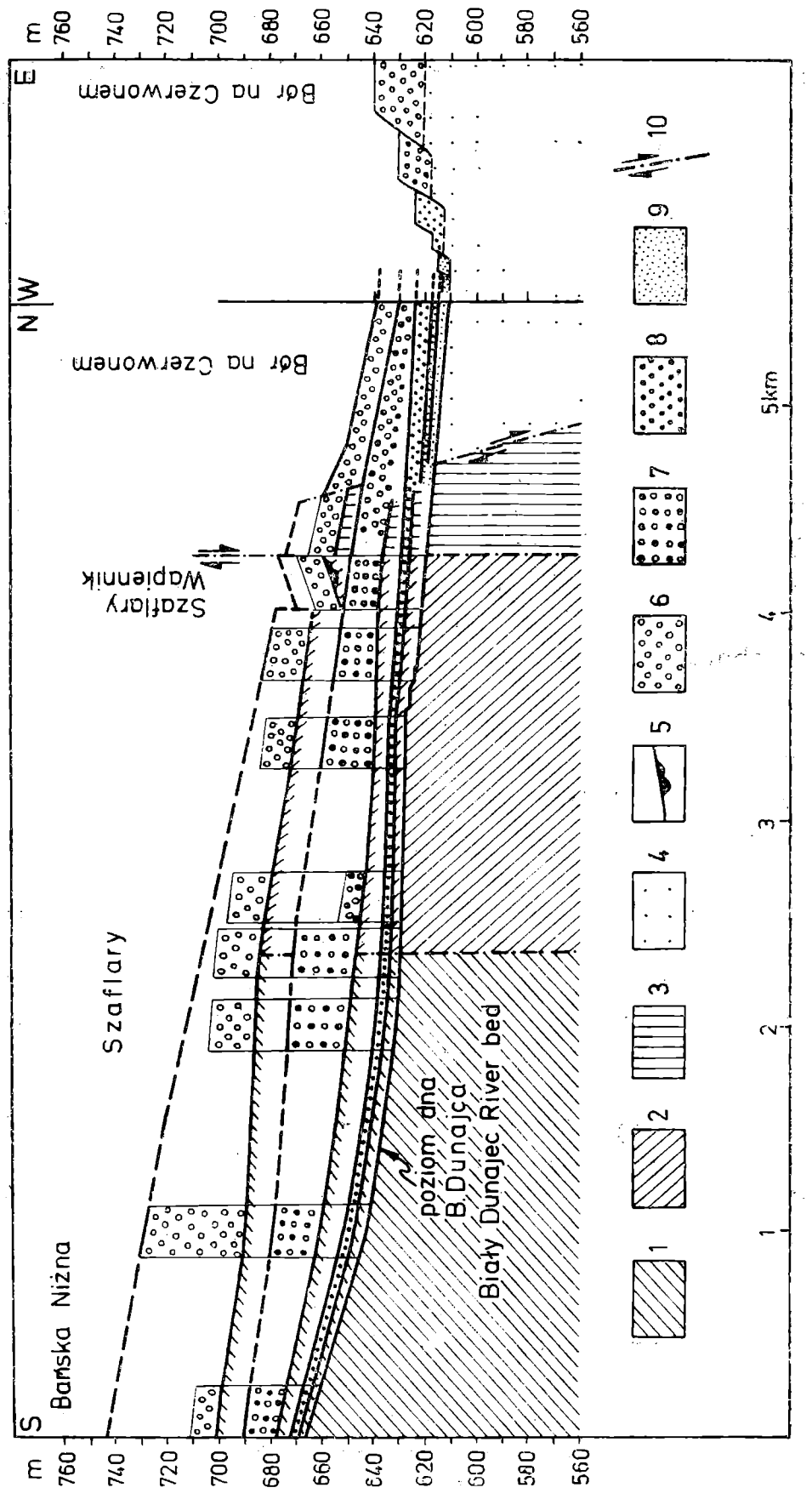
Fig. 7. Scheme to illustrate the origin of tectonic deformations in the Pleistocene deposits at Szaflary: *A* — pre-deformation stage (Mindel); *B* — deformation of sediments due to tilting of the klippe; 1 — white crinoid limestone (Bajocian); 2 — regolith; 3 — reworked regolith and lower gravel; 4 — banded clay; 5 — upper gravel; 6 — directions of tectonic displacement of the klippe; 7 — directions of sediment creep due to tectonic tilting of the klippe

WIEK DEFORMACJI TEKTONICZNYCH POKRYWY PLEJSTOCEŃSKIEJ W SZAFLARACH

Ruchy tektoniczne na granicy bloku skałkowego i magurskiego zaburzyły cały profil osadów plejstoceńskich w kamieniołomie szaflarskim, z fluwioglacjalną pokrywą określoną wiekowo jako zlodowacenie krakowskie (Mindel) włącznie. Są one zatem młodsze od tego zlodowacenia. Zaburzenia te nie objęły natomiast pokryw fluwioglacjalnych zlodowacenia bałtyckiego (Würm) i środkowopolskiego (Riss) w dolinie Białego Dunajca w okolicy Szaflar (fig. 8), a zatem można je odnieść do interglacjału wielkiego (Mindel-Riss).

Na prawdopodobieństwo takiej interpretacji wiekowej deformacji tektonicznych plejstocenu szaflarskiego wskazuje analiza rozmieszczenia fluwioglacjalnych pokryw plejstoceńskich wzdłuż doliny Białego Dunajca na odcinku obejmującym około 5,5 km między Bańską Niżną a torfowiskiem Bór na Czerwonym (fig. 8). Na tym odcinku, cokoły pokryw żwirowo-gliniastych korelowanych ze zlodowaceniem krakowskim (Mindel), środkowopolskim (Riss) i bałtyckim (Würm) widoczne są dobrze od Bańskiej Niżnej aż po okolice kamieniołomu w Szaflarach. Cokół tarasu bałtyckiego obniża się równomiernie, równolegle do profilu współczesnego łożyska Białego Dunajca, a pokrywa fluwioglacjalna tego zlodowacenia ma w przybliżeniu stałą miąższość, nie przekraczającą tutaj kilku metrów. W podobny sposób obniża się również cokół tarasu fluwioglacjału środkowopolskiego, którego pokrywa osiąga maksymalne miąższości rzędu 20 m w okolicy wsi Szaflary, dalej zaś ku północy cienieje do połowy tej wartości.

Cokół skalny tarasu zlodowacenia krakowskiego obniża się od południa na północ początkowo równomiernie aż po okolice wsi Szaflary, natomiast w sąsiedztwie południowego kontaktu tektonicznego pienińskiego pasa skałkowego z fliszem podhalańskim jego gradient znacznie maleje, a następnie ponownie wzrasta w obrębie pasa skałkowego aż po okolice kamieniołomu szaflarskiego. Na tym odcinku największa miąższość stożka fluwioglacjalnego tego zlodowacenia przypada w okolicy potoku Lubelskiego na wschód od Bańskiej Niżnej. Dalej ku północy, w obrębie skałki szaflarskiej (kamieniołom), obserwujemy przeciwne, południowe nachylenie cokołu pokrywy fluwioglacjału krakowskiego i niższych ogniw plejstocenu, które — jak już wyjaśniono — jest efektem zaburzeń tektonicznych na granicy strefy skałkowej i strefy magurskiej. Na północ od równoleżnika kamieniołomu szaflarskiego, na prawym zboczu doliny Białego Dunajca, obserwujemy nie zaburzoną pokrywę osadową fluwioglacjału krakowskiego z jej cokołem skałkowym, jednak już wkrótce następuje gwałtowny wzrost gradientu pochylenia się powierzchni tej pokrywy i jej znaczne obniżenie, a cokół skalny przestaje być widoczny.


m
760
740
720
700
680
660
640
620
600
580
560
E
Bór na Czerwonem
N
W
Bór na Czerwonem
Szaflary
Wapiennik
Szaflary
Poziom dna
B. Dunajca
Biały Dunajec River bed
S
Bańska Niżna
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
1
2
3
4
5km

Na północ od ostatnich odsłonięć skałek w okolicy kamieniołomu szaflarskiego, zarówno na lewym, jak i na prawym zboczu doliny Białego Dunajca, nie możemy już rozpoznać cokołów skalnych pokryw żwirowo-gliniastych plejstoceńskich, a nawet pokryw żwirowych holoceńskich (fig. 8). W tej strefie tarasy te są włożone jeden w drugi (por. fig. 8: część prawa), a miąższość pokrywy osadowej tarasu bałtyckiego znacznie wzrasta. Jest prawdopodobne, że znajdujemy się tutaj w strefie zapadliska wypełnionego nie skonsolidowanymi osadami neogenu i starszego plejstocenu, na które dopiero nałożone są pokrywy fluwioglacjalne (plejstoceńskie) i holoceńskie. Południowe obrzeżenie tego zapadliska może stanowić uskok, który byłby przyczyną zaburzenia powierzchni tarasu fluwioglacjału krakowskiego na prawym zboczu doliny Białego Dunajca i silnego obniżenia się tego tarasu w kierunku torfowiska Bór na Czerwonem. Ponieważ takich zaburzeń nie obserwujemy w pokrywach fluwioglacjalnych bałtyckiej i środkowopolskiej, wiek tego hipotetycznego uskoku można określić jako interglacjał wielki (Mindel-Riss).

Przyjmowany uskok obrzeżający od południa suponowane zapadlisko wypełnione prawdopodobnie utworami neogenu i starszego plejstocenu, przebiegający w strefie północnego obrzeżenia pasa skałkowego, powinien mieć założenia starsze od wypełniających go osadów, a więc prawdopodobnie mioceńskie lub plioceńskie. Ruchy tektoniczne zachodzące na granicy pienińskiego pasa skałkowego i jednostki magurskiej mogły zatem spowodować odmłodzenie się już wcześniej istniejącego uskoku w czasie interglacjału wielkiego. Wyraźny załom morfologiczny, poprzeczny do biegu doliny Białego Dunajca, jaki powinien był wówczas powstać, wpływać by mógł na wzrost miąższości pokrywy stożków fluwioglacjalnych młodszych zlodowaceń w strefie zapadliska aż po okolice Nowego Targu. W zapadlisku tym, w plejstocenie, a nawet w holocenie, mogły się ponadto zaznaczyć ruchy obniżające wywołane kompakcją i wyciskaniem

←

Fig. 8. Przekrój wzdłuż doliny Białego Dunajca w okolicy Szaflar ilustrujący stosunek pokryw czwartorzędowych fluwialnych i fluwioglacjalnych do podłoża. 1 — flisz podhalański (eocen); 2 — pieniński pas skałkowy (jura i kreda); 3 — jednostka magurska północnej części pienińskiego pasa skałkowego (jura i kreda); 4 — prawdopodobne osady staroplejstoceńskie i neogeńskie zapadliska nowotarskiego; 5 — osady plejstoceńskie starsze od fluwioglacjału Mindel na skałce szaflarskiej; 6 — pokrywa fluwioglacjału Mindel; 7 — pokrywa fluwioglacjału Riss; 8 — pokrywa fluwioglacjału Würm; 9 — pokrywy holoceńskie; 10 — główne strefy dyslokacyjne popaleogeńskie z zaznaczonym kierunkiem przemieszczeń tektonicznych

Fig. 8. Cross-section along the Biały Dunajec River valley to illustrate the relation of Quaternary fluvial and fluvioglacial covers to the substratum. 1 — Podhale flysch (Eeocene); 2 — Pieniny Klippen Belt (Jurassic and Cretaceous); 3 — Magura unit of the northern border of the Pieniny Klippen Belt (Jurassic and Cretaceous); 4 — Supposed Early Pleistocene and Neogene deposits of the Nowy Targ basin; 5 — Pleistocene deposits older than the Mindel fluvioglacial cover at Szaflary klippe; 6 — Mindel fluvioglacial cover; 7 — Riss fluvioglacial cover; 8 — Würm fluvioglacial cover; 9 — Holocene fluvial covers; 10 — main dislocation zones younger than Palaeogene, with indicated direction of tectonic disoplacement

wody z nie skonsolidowanego osadu starszego (starszy plejstocen i neogen) pod wzrastającym obciążeniem kolejno na nim odkładanych pokryw fluwioglacjalnych i fluwialnych.

UWAGI KOŃCOWE

Poglądy o tektonicznych zaburzeniach poziomów zrównań i pokryw osadowych neogeńskich i plejstoceńskich w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej, spowodowanych ruchami wypiętrzającymi w otaczających ją pasmach górskich, które doprowadziły do wgięcia się Kotliny, istnieją w literaturze od dawna. Najpełniej zostały one podsumowane przez M. Klimaszewskiego (1951), który przyjmuje, że w ciągu plejstocenu ruchy te spowodowały pogłębienie kontrastu między Kotliną a przyległymi od północy i południa wzniesieniami. Podobne wnioski wypływają też z ostatnich badań H. Niedzielskiego (1971), który genezę zapadliska między Frydmanem a Dębnem wypełnionego utworami prawdopodobnie plioceńskimi i staroplejstoceńskimi (patrz także Środoń, 1973, tab. 2) wiąże z ruchami tektonicznymi w tym rejonie, starszymi od zlodowacenia krakowskiego (Mindel). Wyświetlenie genezy i wieku tego zapadliska, które znajduje się w obrębie najbardziej południowej części jednostki fliszowej magurskiej, na północ od głównej strefy dyslokacyjnej pienińskiego pasa skałkowego, wymaga jeszcze dalszych badań. Wiek plejstoceńskich utworów w przewadze rzecznych (kompleksy *a* i *b* Niedzielskiego, 1971), paralelizowanych przez H. Niedzielskiego ze zlodowaceniem krakowskim, które mają miąższość dochodzącą do około 85 m i przykryte są przez żwiry tarasu bałtyckiego (Würm) i tarasów holoceńskich, jest dyskusyjny. Zdaniem autora niniejszego artykułu nie można wykluczyć, że w większości lub w całości są to osady starsze od zlodowacenia krakowskiego, młodsze natomiast od staroplejstoceńskiej części profilu osadów z Mizernej, które mogą odpowiadać kilku fazom klimatycznym typu glacjalnego i interglacjalnego w obrębie wczesnego plejstocenu (tab. 1), podobnie jak w kamieniołomie szaflarskim. Charakter osadów zapadliska Frydman-Dębno, znanych autorowi z autopsji, jest odmienny od charakteru osadów tworzących pokrywę fluwioglacjalną zlodowacenia krakowskiego występującą w wielu miejscach między Frydmanem a Czorsztynem na znacznej wysokości ponad poziomem Dunajca i Białki.

Pracownia Geologii Młodych Struktur ZNG PAN
31-002 Kraków, Senacka 3

WYKAZ LITERATURY
REFERENCES

Birkenmajer K. (1952), W sprawie morskiego miocenu na Podhalu (La question du Miocène marin de Podhale, Karpates Centrales). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* (*Ann. Soc. Géol. Pol.*), 21 (2): 235—278, Kraków.

Birkenmajer K. (1958), *Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym*, cz. I—IV. Wyd. Geol., Warszawa.

Birkenmajer K. (1963), Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałkowego Polski (Stratigraphy and palaeogeography of the Czorsztyn Series (Pieniny Klippen Belt, Carpathians in Poland). *Stud. geol. pol.*, 9: 1—380, Warszawa.

Birkenmajer K. (1968), Nowa jaskinia na Podhalu. *Wszechświat*, 11 (2003): 274—277) Kraków.

Birkenmajer K. (1970), Przedeoceńskie struktury fałdowe w pienińskim pasie skałkowym Polski (Pre-Eeocene fold structures in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians of Poland). *Stud. geol. pol.*, 31: 1—77, Warszawa.

Birkenmajer K. (1971), Geneza Wąwozu Homole w Małych Pieninach (Origin of the Homole Gorge, Pieniny Klippen Belt, Carpathians). *Rocz. Ochr. Przyr.*, 36: 309—359, Kraków.

Birkenmajer K., Stuchlik L. (1975), Early Pleistocene pollen-bearing sediments at Szaflary, West Carpathians, Poland. *Acta palaeobot.* (w druku — in press).

Halicki B. (1930), Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr (La glaciation quaternaire du versant Nord de la Tatra). *Państw. Inst. Geol., Spraw.*, 5 (3—4); Warszawa.

Klimaszewski M. (1948), Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Acta geogr. Univ. Wratisl.*, B, 7: 1—233, Warszawa.

Klimaszewski M. (1951), Rzeźba Podhala. *Czas. geogr.*, 21/22: 237—250, Warszawa—Wrocław.

Klimaszewski M. (1961 a), The Carpathians. *INQUA VIth Congr., Guide-Book of Exc. from the Baltic to the Tatras, Pt. III: South Poland*: 83—98, Łódź.

Klimaszewski M. (1961 b), Through the Dunajec Valley into the Tatras. *INQUA VIth Congr., Guide-Book of Exc. from the Baltic to the Tatras, Pt. III: South* Poland: 107—168, Łódź.

Małkowski S. (1924), O morenie lodowca tatrzańskiego w okolicy Nowego Targu (Sur une moraine de l'ancien glacier du Haut Tatra découverte aux environs de Nowy Targ). *Kosmos*, 49 (1), Lwów.

Małkowski S. (1928), Odsłonięcie utworów dyluwialnych w kamieniołomie szaflarskim pod Nowym Targiem. *Zab. Przyr. nieoż.*, 1, Warszawa.

Niedzielski H. (1971), Tektoniczne pochodzenie wschodniej części Kotliny Nowotarskiej (Tectonic origin of the eastern part of the valley of Nowy Targ). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* (*Ann. Soc. Géol. Pologne*), 41 (2): 397—408, Kraków.

Oszast J. (1973), The Pliocene profile of Domański Wierch near Czarny Dunajec in the light of palynological investigations. Western Carpathians, Poland (Profil plioceński Domańskiego Wierchu koło Czarnego Dunajca w świetle badań palinologicznych). *Acta palaeobot.*, 14 (1): 1—42, Warszawa—Kraków.

Romer E. (1929), Tatrzańska epoka lodowa (The Ice Age in the Tatra Mts.). *Pr. geogr. wyd. przez E. Romera*, 11 (1929), Lwów.

Szafer W. (1954), Plioceńska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu (Pliocene flora from the vicinity of Czorsztyn, West Carpathians, and its relationship to the Pleistocene). *Pr. Inst. Geol.*, 11: 1—238, Warszawa.

Szafer W., Oszast J. (1964), The decline of Tertiary plants before the maximal glaciation of the West Carpathians. *Repts. VIth INQUA Congr.*, 7: 479—482, Warszawa.

Środoń A. (1973), O utworach z florą pliocеńską w Kotlinie Nowotarskiej i w Krościenku nad Dunajcem (Remarks on the deposits with Pliocene flora in the east part of the Nowy Targ Basin and at Krościenko on the Dunajec river, Western Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pologne)*, 43 (3): 301—313, Kraków.

Wójcik Z. (1960), Preglacjalny lapiez w Szaflarach na Podhalu (Preglacial lapiez at Szaflary in Podhale). *Kwart. geol.*, 4 (4): 1039—1053, Warszawa.

SUMMARY

Unconsolidated Pleistocene sediments at Szaflary, West Carpathians, Poland (Figs. 1—3), show tectonic tilt to the south of the order of 10 degrees. The Pleistocene succession at Szaflary includes four stratigraphic units (Figs. 3—5, Tab. 1): 1) regolith (0.1—3 m), correlated with the Donau-Günz Interglacjal, filling karst holes and depressions in the underlying Jurassic limestone; 2) reworked regolith (0.05—0.5 m) and lower gravel (up to 1.4 m), correlated with the Günz Glaciation (fluvial or fluvioglacial material); 3) banded clay (lacustrine, finely laminated sediment with pollen spectrum indicating a warm climatic phase of interglacial character), correlated with the Günz-Mindel Interglacial; 4) upper gravel (1—8), representing fluvioglacial cover correlated with the Mindel Glaciation (see Birkenmajer & Stuchlik, 1975).

The whole profile of Pleistocene sediments (layers 1—4) shows deformations due to loading and compaction, and due to sediment creep related to tectonic tilting. Deformations due to loading are visible best at the contact of the upper gravel with the underlying plastic sediments (Fig. 4A). Deformations caused by sediment creep related to tectonic tilting, are pronounced best in plastic layers underlying the Mindel fluvioglacial cover (Figs. 4B, 5A, B). The tectonic tilt of the whole Pleistocene profile was caused by differential movements of the Jurassic-Cretaceous klippe and its Pleistocene cover along a steep breccia-filled fault separating the Czorsztyn unit and the Magura unit of the Pieniny Klippen Belt at Szaflary (Figs. 6, 7). This fault represents part of a major dislocation zone along the northern border of the Klippen Belt, formed already during the Lower Miocene (Savian) orogenic movements. Evidences of vertical displacements along this dislocation zone during the Miocene, Pliocene and Pleistocene to Holocene times are known from the eastern part of the Klippen Belt of Poland (see Birkenmajer, 1970, 1971).

The tectonic deformations of Pleistocene cover at Szaflary, involving also the Mindel fluvioglacial deposits, are thus younger than the Mindel Glaciation. They took place, most probably, during the Mindel-Riss Interglacial, as neither the Riss nor Würm fluvioglacial covers of the nearest vicinity show any trace of comparable deformations (Fig. 8).

Polish Academy of Sciences,
Institute of Geological Sciences,
Geological Laboratory in Cracow